

ESTUDIO DE UN FLUJO INESTABLE DEL ESTE EN LAS CERCANIAS DE LA PENINSULA

Francisco Martín León

Antonio García Méndez

(S.T.A.P.)

INTRODUCCION

En este trabajo se realiza un estudio de la situación atmosférica correspondiente a los días 3, 4, 5, 6 y 7 de marzo de 1990, en los que la atmósfera nos sorprendió con un fenómeno espectacular y ciertamente raro: generación de trenes de ondas inestables en el seno de un flujo con una marcada componente Este, también se estudia el papel del flujo del Oeste respecto a los que se generaron en el Mediterráneo occidental. El gran interés surgió por varios motivos, el primero de ellos ya ha sido comentado; el número de perturbaciones generadas fue sorprendentemente elevado afectando, en un momento dado, a un área que abarcaba desde las costas griegas hasta zonas al noroeste de las islas Canarias, llegándose a contabilizar más de *una docena* de vórtices en altura. Por otra parte, alguna de estas ondas repercutieron en la situación atmosférica de nuestro entorno (islas Baleares).

Tratamos de explicar la existencia de estas perturbaciones mediante una teoría clásica de inestabilidad dinámica atmosférica utilizando para ello los análisis objetivos del LAM e imágenes de satélites.

Además de lo comentado anteriormente existe otro atractivo más, ya que, en relación directa con estos acontecimientos, se formó una depresión aislada en niveles altos (D.A.N.A) cuya evolución no es una de las clásicas, pues estuvo asociada, en sus orígenes, a una circulación muy intensa orientada de noreste a suroeste, arrancando desde el Mar del Norte hasta situarse en las cercanías del golfo de Cádiz, y unida al crecimiento y reorientación zonal de una dorsal que se encontraba en su borde más occidental.

EVOLUCION SINOPTICA DE LA SITUACION E IMAGENES DE SATELITES

La generación y crecimiento de ondas atmosféricas en niveles altos se puso de manifiesto, de forma espectacular, a partir del día 4 de marzo, al observar la evolución de las imágenes de WV, aunque el día 3 aparecen en la atmósfera ciertos indicios del tipo de fenómenos que estamos estudiando. En efecto, a las 0 z observamos en la fig. 1a, una vaguada sobre Europa cuya parte más activa afecta a gran parte de la cuenca mediterránea, Italia y península Balcánica. El crecimiento de la dorsal atlántica es tal que tiende a reorientar su eje en sentido de los paralelos, a la vez que comienza a generarse una onda conducida por una circulación muy intensa, de noreste a suroeste, en la parte oriental de la dorsal con una componente este muy marcada que terminará cerrándose y aislándose totalmente de la circulación general.

Las imágenes de satélite nos ponen de manifiesto esta evolución. La nubosidad media-alta y el vapor de agua desaparecen, rápidamente, al rebasar el eje de la dorsal.

A las 0 z del día 4, Fig. 1b, el eje de la dorsal se encuentra completamente orientado de Oeste a Este, la depresión ha quedado parcialmente aislada y unida a la rama de la dorsal

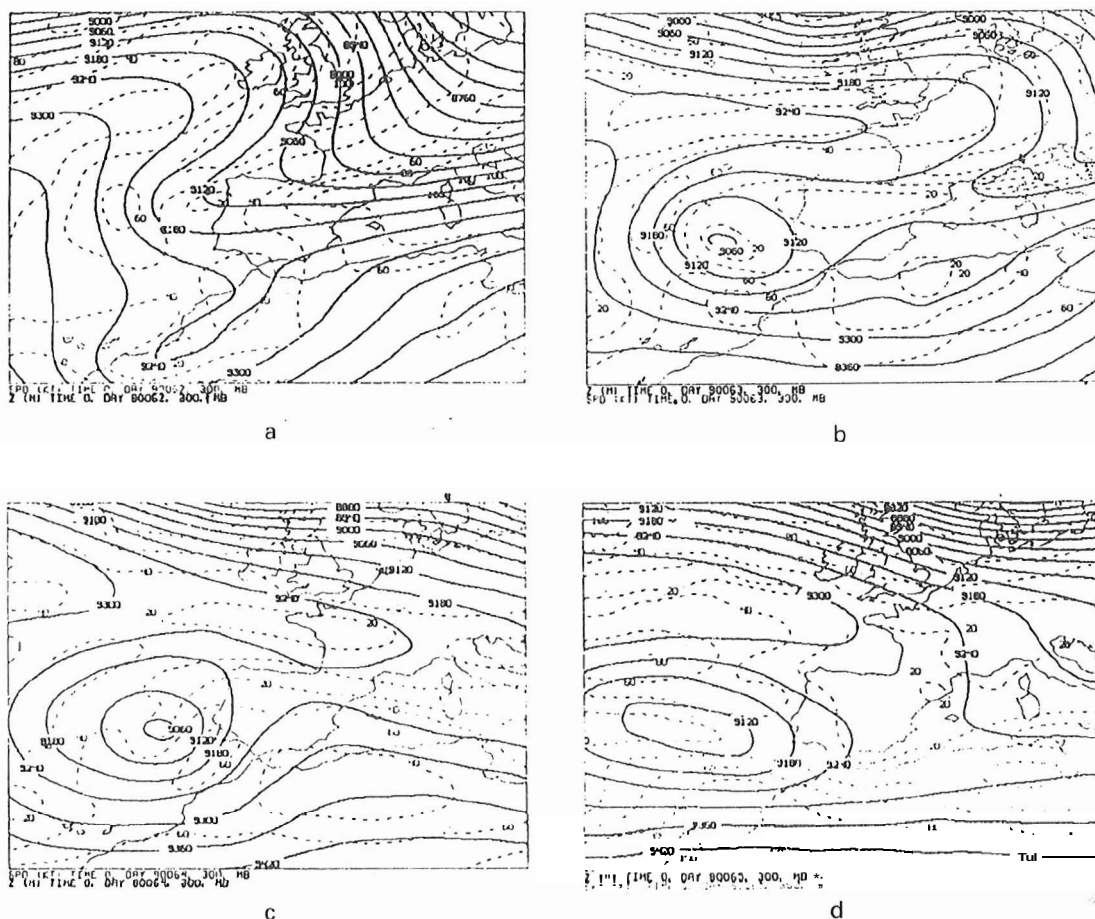


Figura 1: Z e isotacas de 300 mb a las 0 z. Días 3(a), 4(b), 5(c) y 6(d).

con un flujo zonal del orden de los 50-60 Kt, completamente del Este, que la bordea en su parte más occidental. La configuración del sistema dorsal-baja es de "Z" muy achatada.

En las imágenes de WV comienzan a aparecer el primer tren de ondas que se sitúa al norte y noroeste de la península, justamente en el seno del flujo del Este. En la fig 2a podemos observar los tres primeros vórtices del primer tren de ondas, que le denominaremos A, en una fase de pleno desarrollo. En la imagen de 21:30, fig 2b, observamos dos nuevos trenes de ondas, denominados B y C a partir de ahora, que se sitúan al norte peninsular y en el Mediterráneo occidental respectivamente. La baja ha quedado parcialmente aislada mientras que la dorsal está completamente tumbada en sentido de los paralelos. Es su vertiente inferior el que únicamente permanece unido a la baja con un flujo zonal del Este muy intenso.

El día 5 a las 0 z, fig 1c, la dorsal se ha tumbado aún más extendiéndose y afectando su borde sur a gran parte del Mediterráneo, de forma que induce un flujo del Este menos intenso pero afectando a más zonas que las 24 horas precedentes. La circulación sigue siendo significativa en torno a la baja dando una configuración con mayor excentricidad que las horas anteriores. El crecimiento de una dorsal sobre la península es el inicio del estrangulamiento definitivo y la ruptura del sistema en "Z", dorsal-DANA. Es, durante este día, cuando los vórtices de los diferentes trenes de ondas, crecen, se desarrollan y desaparecen. Tan sólo quedan restos muy difusos del que afecta al área mediterránea que "vivi-rá" un segundo episodio, sobre los restos del primero.

Así es, el día 6 a las 0 z, fig. 1d, observamos la depresión aislada, mostrando su forma más elíptica del episodio, manteniendo la circulación del Este en su parte más septentrional, mientras que en el área mediterránea se ha restaurado la vaguada, con eje cuasizonal. Sobre los restos de los antiguos vórtices del tren de ondas C, comienza a amplificar otras tantas perturbaciones, como queda puesto de manifiesto en la imagen de la fig. 2c del día 6 a las 9 z. Estos sistemas crecieron durante las primeras horas para después enroscarse dando lugar a unas espirales casi perfectas.

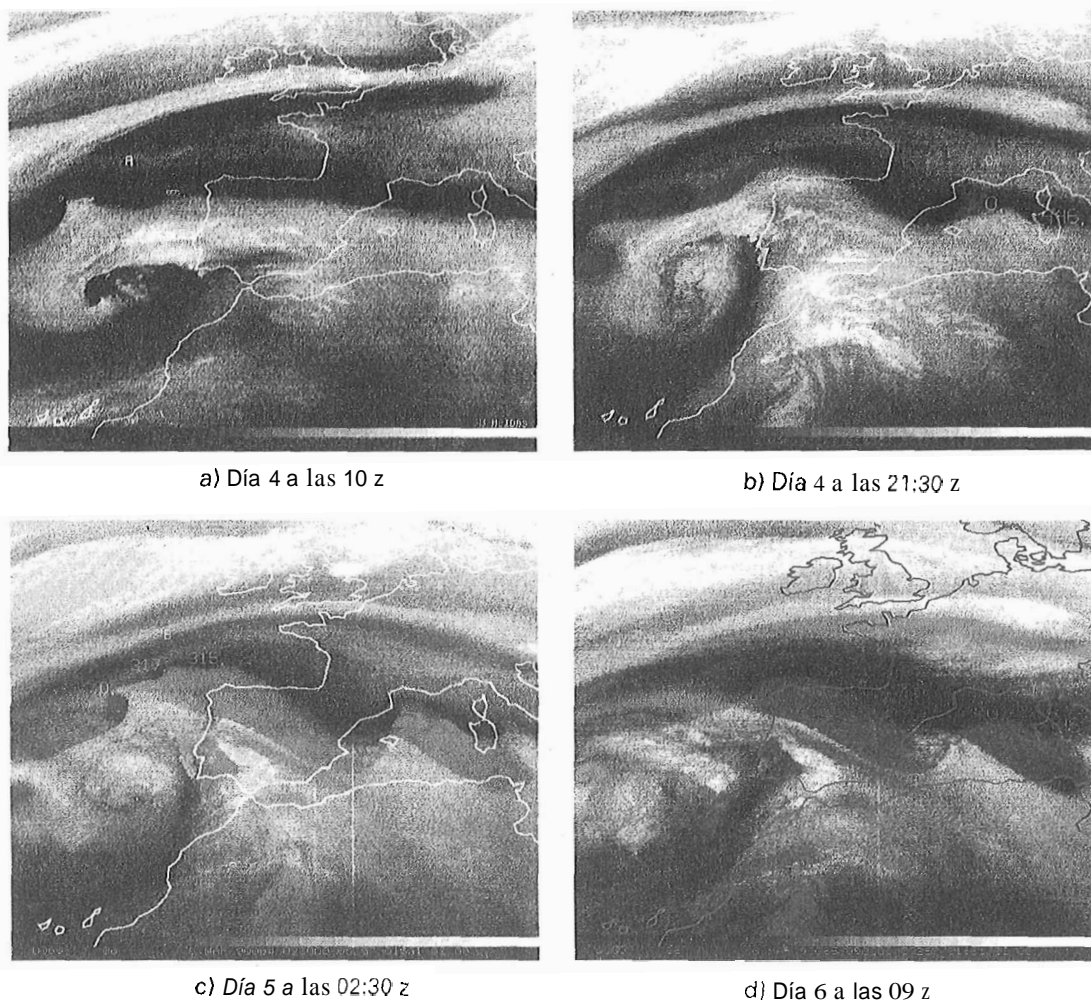


Figura 2: Imágenes de WV de Meteosat.

A destacar: la formación de la baja en niveles altos por crecimiento de una dorsal atlántica con una circulación conductora muy intensa, orientación Oeste-Este de dicha dorsal, generación de flujos zonales significativos de componente Este (50-60 Kt) en el norte del Mediterráneo occidental, norte y noroeste de la península durante parte del episodio, flujo del Oeste en el centro y sur de las Islas Baleares y norte de África, más al sur que el primero y crecimiento de ciertas perturbaciones en este entorno.

LOS VORTICES Y LAS LONGITUDES DE ONDAS CARACTERÍSTICAS

Como se puede observar en las imágenes anteriores, fig 2a, b, c y d, es fácil distinguir, durante este período y para las áreas del Mediterráneo occidental, norte y noroeste peninsular y zonas de Azores y Canarias, **dos regiones** generadoras de trenes de ondas con diferentes características y otras zonas hacia donde se dirigieron o permanecieron los diferentes grupos. Las zonas generadoras fueron el norte y noroeste de la península Ibérica, por una parte, y casi toda la cuenca del Mediterráneo, aunque nos centraremos en su vertiente occidental.

Mediante las imágenes de WV se detectaron tres formaciones o trenes de ondas diferentes, ya denominadas A, B y C, cuyas características se pueden resumir en:

Tren de ondas A

Vórtices generados en el norte y noroeste peninsular y en el seno de un flujo del Este muy intenso. Su movimiento fue de Este a Oeste, hasta que entraron en el radio de acción

de la depresión del golfo de Cádiz, que lo reoriento en su borde más occidental para terminar deshaciéndolos en la zona trasera. Se detectaron tres vórtices.

Se debieron de formar a primeras horas del día 4. Como longitud de onda **característica** del tren de ondas se ha tomado la medida en la fase en la que comenzaban a observarse perturbaciones definidas (la media, si aparecen más de dos vórtices). Para el tren A se ha tomado como referencia la imagen de 10 z de WV, fig 2a despreciando el más occidental al no disponer de imágenes para su correcta medición. En este momento la longitud de onda era de 650 km, aproximadamente, entre los dos vórtices que quedan dentro de la ventana o sector de referencia. Posteriormente, las ondas crecieron y modificaron sus amplitudes y longitudes de ondas.

Tren de ondas B

Este grupo creció en la zona norte de la península, pero lo hizo de forma **explosiva**, ya que en principio se observa el crecimiento de una única protuberancia, a últimas horas del día 4, que rápidamente evoluciona hacia tres vórtices, completamente independientes, para **seguir el camino** de los del grupo A y entrar en la zona de influencia de la baja.

Las longitudes de ondas fueron, en sus fases iniciales, del orden de los 230 km (23 z del día 4), aunque en la fig 2c aparecen con longitudes de más de 300 km en plena fase de crecimiento (día 5 a las 02:30).

El entorno sinóptico donde se desarrollaron los dos primeros grupos, su evolución (hacia la zona trasera de la baja), las zonas afectadas, etc. hicieron que no tuvieran consecuencias meteorológicas llamativas. No ocurrió lo mismo con el último grupo, el C.

Tren de ondas C

Los vórtices generados en el área del Mediterráneo occidental, y que afectaron a las islas Baleares, comenzaron a desarrollarse en torno a las 21 z del día 4, presentando unas longitudes de ondas iniciales de 440 km, fig 2c, que se va a tomar como referencia, aunque en realidad existieron dos episodios diferentes.

Las características de estos elementos fueron muy especiales, ya que su desplazamiento fue muy pequeño, quedando **casi estacionarios** sobre las mismas zonas. En la primera parte de su evolución (día 5) se observan cómo crecen y se **aplanan**, al final del día, con tendencia a desaparecer para volver a regenerarse y evolucionar durante los días 6 y 7 en una segunda fase. Además se generaron en una zona afectada por flujos del Este y del Oeste en su vertiente norte y sur, respectivamente.

Sus zonas de acción más meridionales caían dentro de la parte delantera de la antigua vaguada, en la que estaban inmersos, y que llevaba asociada zonas de nubosidad baja-media que lograron modificar.

Vemos que existen tres trenes de ondas inestables en altura que se generan y afectan a áreas completamente diferentes y en entornos sinópticos dispares. Como las longitudes de ondas son básicas para la realización del estudio y análisis de estas inestabilidades dentro del flujo, ha sido necesario, por falta de tiempo y espacio, considerar un promedio de los tres grupos que afectaron al entorno peninsular, de aquí que se haya tomado 400 km como una longitud de onda promediada y básica.

ALGUNAS CONSIDERACIONES CINEMATICAS EN RELACION CON LAS PERTURBACIONES

Para buscar las posibles causas que amplificaron a estas perturbaciones se han relacionado con el campo de viento (y productos derivados) en niveles altos junto con las imágenes de WV. Se ha tomado 300 mbs, básicamente, como superficie de referencia para poder sacar resultados operativos.

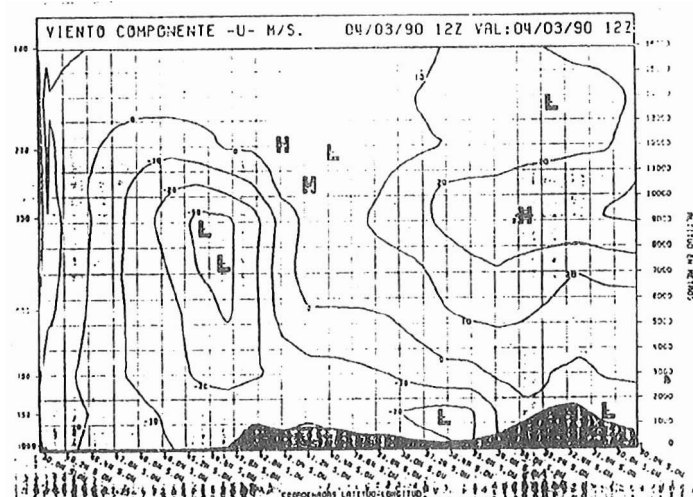
Trenes de ondas A y B

Lo primero que llama la atención es que los dos primeros trenes de ondas, el A y B, se forman en el **entorno de un marcado flujo del Este**. En efecto, ya durante el día 3 aparece

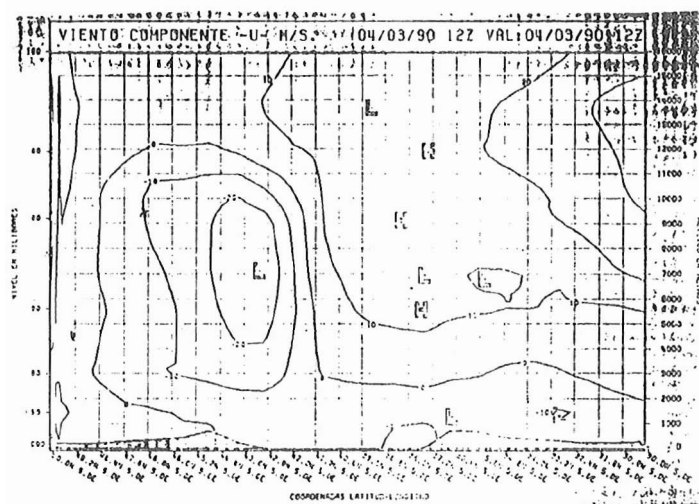
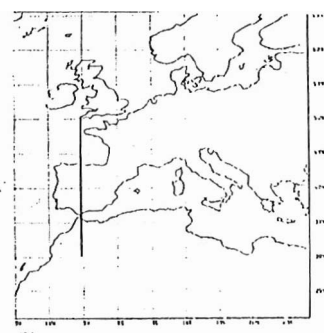
una circulación muy intensa en la rama descendente de la dorsal, que se inclina rápidamente, en dirección NE-SW con vientos que llegaron a superar los 100 Kt, fig. 1a. El día 4 esta corriente está orientada en sentido de los paralelos, llegando a poseer una componente *totalmente del Este*, con vientos (dado por los sondeos) que llegaron a alcanzar los 70 Kt (Santander, 12 z del día 4 en 300 mbs), fig. 1b y c.

Es en este flujo donde se comienzan a desarrollar y amplificar las primeras ondulaciones embebidas en la corriente y en su vertiente meridional. Es muy útil observar los cortes verticales de la componente U del viento, en m/s, a las 12 z del día 4 (V era muy pequeña), realizados en torno a Santander y de Menorca, horas ante del desarrollo de los trenes B y C, fig. 3 a y b. Destacar la cizalladura horizontal que existe asociada al flujo del Este y la extensión, en la vertical, de esta circulación. Se han analizado ciertos campos derivados del flujo, suministrado por el modelo a las 0 z y 12 z en 300 mbs, comparándolo con las imágenes de WV más cercanas. De ellas se pueden sacar algunas conclusiones:

— Los vórtices generados el día 4 en el Norte y NW de la península (A y B) se ericuentran y amplifican en la *vertiente sur de un flujo muy intenso y marcado de componente Este*.



a) A 5° Oeste



b) A 5° Este

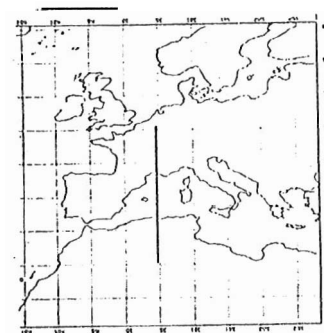
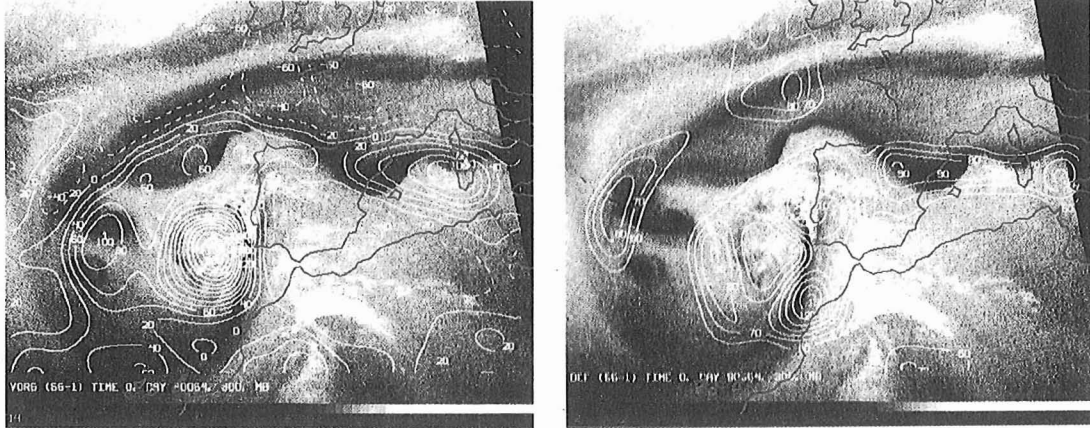
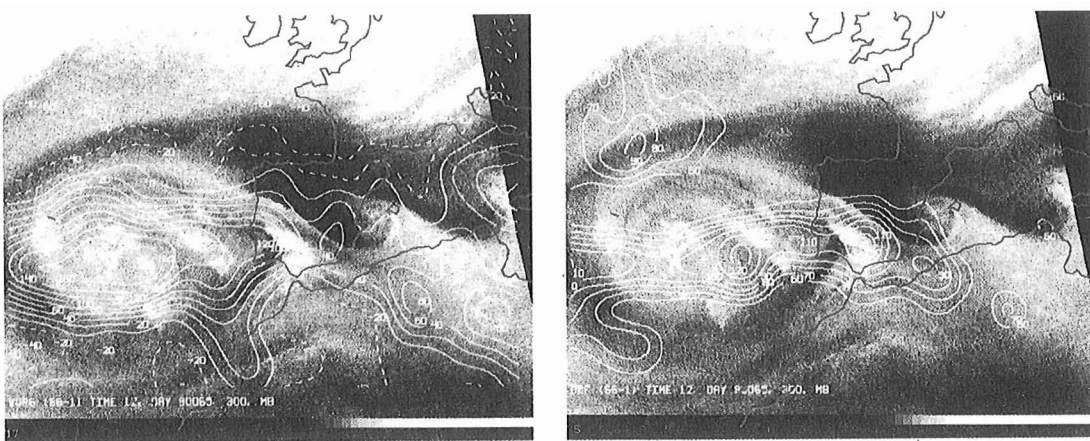


Figura 3: Cortes verticales de U (m/s) del 4/03/90 a las 12 z.

— La **cizalladura horizontal**, existente a ambos lados del flujo está descompensada a uno y otro lado de su eje. Mientras en su lado polar el flujo va disminuyendo paulatinamente, en el otro se pasa de 55 Kt a 5 Kt, a las 0 z, en un espacio relativamente pequeño y de 60 Kt a 15 Kt a las 12 z. De los anteriores puntos, parece desprenderse que las perturbaciones generadas formaron **en las zonas de máxima cizalladura horizontal**.



a) WV del 4 a las 23 z con V.G. y Def a 300 mbs. Análisis del 5 a 00 z.



b) WV del 5 a las 9 z y V.G. y Def en 300 mbs. Análisis LAM 6 a las 12 z.

Figura 4: Imágenes de WV y campos de Vor. Geo. y Deformación a 300 mbs.

— El desplazamiento de estos vórtices (A y B) siguen en la dirección marcada por dicho flujo que posteriormente son reorientados por la depresión donde mantiene sus formas originarias. Es en la zona de subsidencia de la baja donde las perturbaciones comienzan a desaparecer.

— Analizando los campos de vorticidad y de deformación total geostrófica, fig 4a, se observa que estos vórtices se encuentran situados en una línea que une los máximos relativos de vorticidad geostrófica. Estos máximos existieron, perfectamente individualizados, hasta el día 5 a las 12 z, perdiendo, posteriormente, esta estructura al igual que las perturbaciones.

Observando el campo de deformación geostrófica podemos sacar otra conclusión: los vórtices atlánticos se generan y se desplazan siguiendo el eje del flujo máximo, en zonas de **mínimos de deformación geostrófica** en 300 mbs. Esto es coherente con la evolución de las imágenes de satélite, ya que unas vez formados, los remolinos evolucionan pero sin aparente deformación en su estructura. Sólo al final del episodio caen dentro del máximo relativo del campo de deformación a la vez que van desapareciendo.

Tren de ondas C

— Los vórtices generados sobre el Mediterráneo occidental, grupo C, también llevan asociado, en su fase de generación, un flujo del Este con *fuerte cizalladura* ciclónica en su parte ecuatorial, pero complementada por el flujo del Oeste (del orden de los 40 Kt, por término medio) en el ramal inferior, fig. 3b.

— Si los primeros fueron **sistemas móviles**, éstos se caracterizan por ser *cuasiestacionarios*. Uno permanece al norte de las islas Baleares y un segundo (existieron muchos más en toda la cuenca) se sitúa en el entorno de Córcega y Cerdeña. Un simple análisis nos lleva a que tuvieron un movimiento retrógrado hacia el Oeste y el Sur, llegando a afectar, el primero de ellos al entorno insular.

— Se generan en una zona de fuerte cizalladura ciclónica producida por el flujo del Este, en su ramal norte y del Oeste en su ramal sur y se sitúan sobre zonas de máximos de vorticidad geostrófica (igual que los primeros).

— Lo más significativo es que se encuentran en zonas donde la deformación geostrófica era 300 mbs fue máxima durante el período del día 4 y 5, de aquí que estuvieran afectados por un proceso de achatamiento y estiramiento. Durante los días 6 y 7 el campo de deformación dejó de actuar sobre ellos y llegaron a tener aspecto más circular, fig. 4b.

Como resumen podemos indicar que el *flujo del Este*, y la marcada *cizalladura* en su vertiente sur, pudo jugar un papel destacado en la amplificación y mantenimiento de estos trenes de ondas complementado, para los generados en el Mediterráneo occidental, por la cizalladura combinada del flujo del Oeste en su vertiente más meridional. Los diferentes grupos de ondas se encuentran sobre máximos de vorticidad geostrófica, mientras que el campo de deformación jugó un papel destacado a la hora de conformarlos de una u otra manera. Otro hecho a destacar es que los vientos fueron de menor intensidad que los que afectaron a la zona atlántica, pero con un núcleo que quedó más bajo que los primeros.

ESTUDIO DE LA INESTABILIDAD DINAMICA

La existencia de perturbaciones que crecen, bajo ciertas circunstancias a expensas de la energía cinética y potencial del flujo medio donde se encuentran embebidas, es un hecho con el que nos estamos enfrentando diariamente. Los sistemas depresionarios clásicos de latitudes medias son un buen ejemplo de ello. Aquí es la inestabilidad baroclina la causante de que ciertas ondas se amplifiquen o decaigan. Este tipo de inestabilidad hidrodinámica surge por la existencia de la *cizalladura vertical del campo de velocidades en el flujo*, que en el caso de la atmósfera se debe a la diferencia de gradiente térmico existente entre el ecuador (en latitudes medias el viento crece con la altura) y los polos, complementado con la rotación de la Tierra. Esta es la que suele predominar en nuestras latitudes.

Otro tipo de inestabilidad hidrodinámica, que se suele manifestar preferentemente en latitudes ecuatoriales y en ciertas épocas del año, es la generada por la *cizalladura horizontal en el campo de velocidades*. Es la llamada *inestabilidad barotrópica*, que aun existiendo en latitudes medias no suele, en general, manifestarse al predominar sobre ella la baroclina. Por otra parte, es un hecho conocido que los flujos del Este son potencialmente inestables tendiendo a girar, ciclónica o anticiclónicamente, para ponerse del Oeste llevando embebidas perturbaciones que a veces pueden producir cambios atmosféricos no previstos.

De todo lo anterior y de las consideraciones de tipo cinemático parece que la existencia de un marcado flujo del Este y la cizalladura horizontal en su vertiente sur pudieran ser los principales causantes de la amplificación de ciertas perturbaciones embebidas en él. En este apartado vamos a aplicar algunos resultados suministrados por la teoría clásica de la inestabilidad barotrópica.

Se demuestra que, para el caso de *barotropía pura*, la *condición necesaria* para que una perturbación crezca con el tiempo, y por tanto se amplifique, es que la *vorticidad absoluta alcance un máximo o un mínimo* en algún punto del fluido a estudiar.

Otra forma de expresarlo es que el gradiente meridional, Q_y , de la vorticidad absoluta media cambie de signo al menos una vez. Esto se traduce a que en algún punto debe ser cero, que es equivalente a la primera consideración.

Otro aspecto importante es el estudio del incremento de energía cinética de la perturbación a costa del flujo medio, ya que será otro indicio de que una perturbación está amplificándose con el tiempo: $d(KE)/dt$. Las expresiones de Q_y y $d(KE)/dt$, así como la de sus

unidades y un breve resumen de la teoría inestabilidad barotrópica, se pueden ver en el ANEXO I. De esta Última se obtiene que la energía cinética crece (3), para un modo de crecimiento cuando: $U_m d/dy(u^*v^*)_m > 0$ (le denominaremos función de transferencia, F.t. a partir de aquí).

- a) Flujo del Oeste $U_m > 0$ $d/dy(u^*v^*)_m > 0$ equivalente a ser $Q_y > 0$.
- b) Flujo del Este $U_m < 0$ $d/dy(u^*v^*)_m < 0$ equivalente a ser $Q_y < 0$.

donde: d/dy representa la derivada parcial respecto a un eje según los meridianos.

U_m es la componente U del flujo medio sin perturbar.

u^* y v^* son las componentes horizontales de la perturbación.

Para un flujo del Este, $U_m < 0$, inestable existirá un aumento de la energía turbulenta de la perturbación siempre que el gradiente meridional de la transferencia de momento sea negativo. En la fig. A.I de ANEXO se recogen los perfiles ideales de un flujo zonal medio del Este simétrico, Q_y y u^*v^* respectivamente. Podemos observar que la condición necesaria, para que exista inestabilidad dinámica, se cumple.

Parte de este trabajo ha sido estudiar y evaluar las condiciones dinámicas del flujo que nos afectó durante esos días, así como el de poder sacar algunas consecuencias operativas para la predicción. La metodología ha sido la siguiente:

- Se ha trabajado con los análisis objetivos del LAM del INM de 0 y 12 z desde los días 3 al 6. El nivel que se ha tomado como referencia en el estudio ha sido 300 mbs, al ser éste uno de los empleados operativamente, pero conscientes de que a veces se debería haber bajado a 400 o 500 mbs para explicar parte de la generación y desarrollo de los vórtices que afectaron a las Isla Baleares.

- Se ha trabajado con una longitud de onda única para los diferentes trenes de ondas, por razones de espacio, tiempo y trabajo. Esta longitud de onda se obtuvo promediando las longitudes de los vórtices de los diferentes trenes de ondas, en los momentos iniciales en los que pudieron identificarse subjetivamente. Utilizando esta longitud de filtrado se obtuvieron las componentes U_m y V_m del flujo medio, u^* y v^* del flujo perturbado y otras tantas magnitudes derivadas de ellas.

- Se ha supuesto que la componente V_m era nula o despreciable frente a U_m , condición necesaria para poder desarrollar la teoría que hemos aplicado. Esto es cierto para los días en que se estableció un flujo del Este intenso. Esta aproximación es válida para los días 4 y 5 y en menor medida para el 6 y 7 de marzo.

- La componente u^* de la perturbación fue de un orden de magnitud menor que el flujo medio, por los mismos motivos anteriores.

- Se ha supuesto que la única inestabilidad dinámica que actuó durante estos días ha sido la barotrópica: $d(U_m)/dz = 0$. Para ello se han estudiado, al suministrar más información del viento, ciertos cortes verticales (4/12z y 5/00z) y la estructura del flujo medio en la vertical, en este caso la $d/dz(U_m)$, para el 4/12z, 5/00z y 6/02. Como ejemplo podemos observar en la figura 5 los valores del flujo medio en varios niveles; se observa que la variación en la vertical es poco significativa.

- Se han calculado las variables que nos daban la condición necesaria para el crecimiento de las perturbaciones (vorticidad absoluta y Q_y) y la función de transferencia energética, F.t. Cualitativamente podemos observar las áreas no negativas donde podrían crecer las perturbaciones a costa del flujo medio.

- Se han realizado perfiles teóricos de flujos medios de pares Este-Oeste con diferentes grados de cizalladura horizontal y se han obtenido los valores del gradiente meridional de la vorticidad absoluta media, Q_y .

PERFILES TEORICOS DE DIFERENTES TIPOS DE FLUJOS MEDIOS

Se han estudiado tres perfiles teóricos de flujos medios de parecidas características a los que hemos encontrado en esta situación atmosférica y los Q_y asociados a cada uno de ellos.

La figura A I del ANEXO I se ha tomado como básica. En ella observamos un flujo del Este y con un perfil simétrico de componente media zonal, U_m , que garantiza la condición

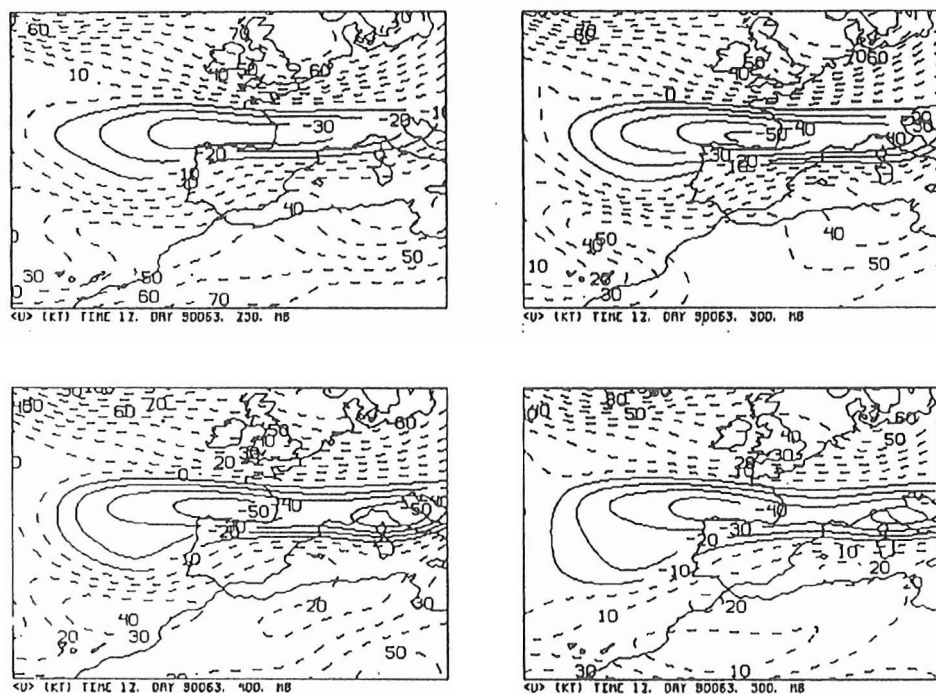


Figura 5: Componente U_m en 250,300,400 y 500 inbs a las 12 z del día 4.

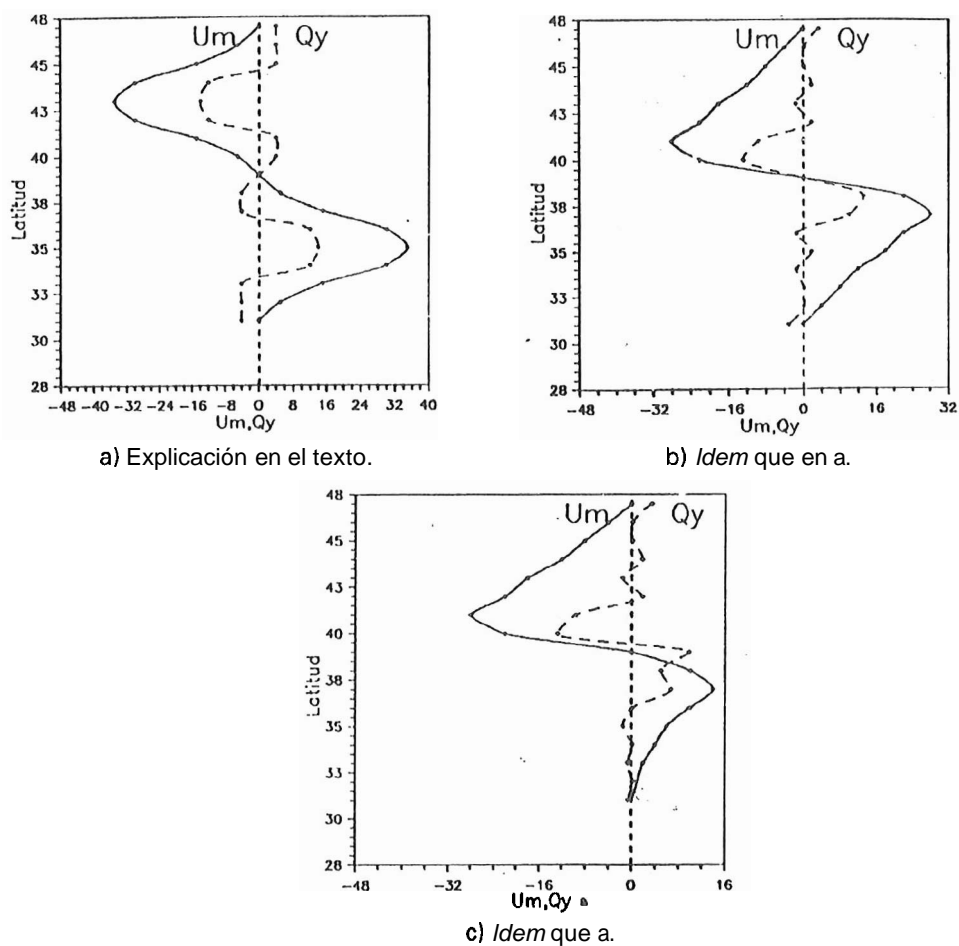


Figura 6: Flujos teóricos zonales medios y distribución de Q_y .

necesaria en Q_y y en el flujo turbulento de momento para que se amplifiquen posibles perturbaciones embebidas en él. Estas condiciones necesarias se traducían en:

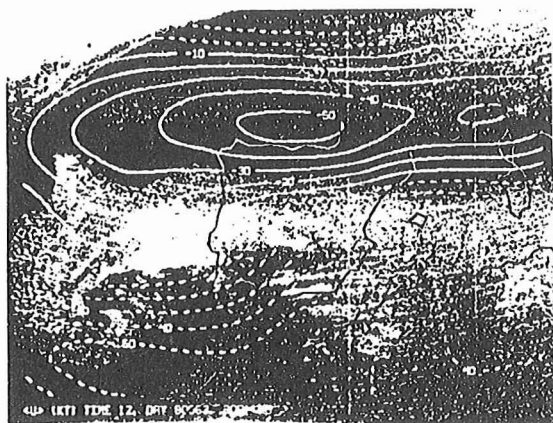
1. Debe existir un **cambio de signo** de Q_y en la zona del flujo a estudiar, o un máximo o mínimo de la vorticidad absoluta zonal media, $f - dU_m/dy$.
2. La variación latitudinal del flujo de momento turbulento debe **tener el mismo signo que el flujo medio zonal (U_m)**. Que se traduce a que **Q_y tenga el mismo signo que U_m** .

En nuestro caso se han representado U_m y Q_y para tres tipos de flujos medios:

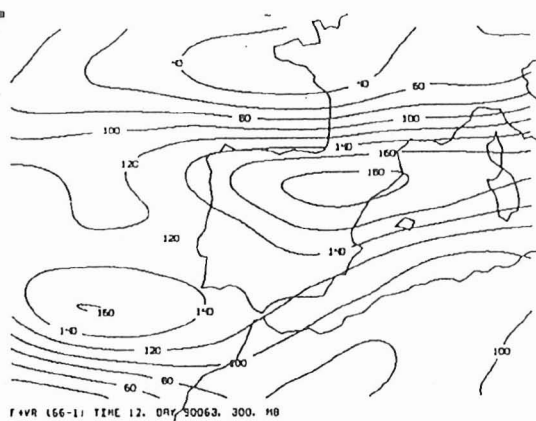
- a) Flujos contrapuestos del Este y Oeste al norte y sur respectivamente, de la misma fuerza y simétricos en el campo de velocidades (fig. 6a).
- b) Igual que en a pero con marcada cizalladura en las zonas transición del uno al otro (fig. 6b).
- c) Igual que en b pero con un flujo del Este **más marcado** que el del Oeste y con más cizalladura en la zona norte de la transición (fig. 6c).

Los valores de Q_y se han obtenido para nuestras latitudes, oscilando desde los 47° a 31° . Observando las figuras en 6 podemos sacar algunas conclusiones:

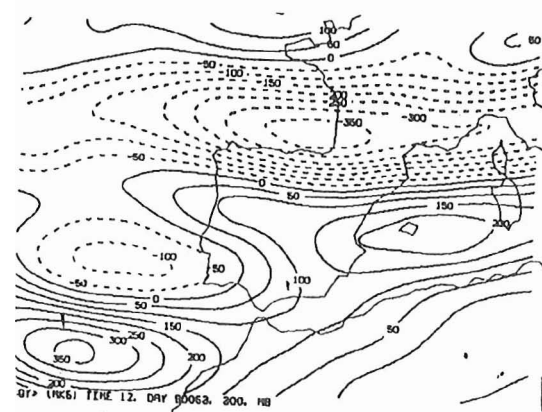
- El cambio de signo en Q_y está garantizado con la existencia de ciertos máximos de vientos en los flujos del Este y/o Oeste. Valores débiles de cualquier flujo no lleva implícito un cambio de signo.
- La cizalladura horizontal producida por flujos contrapuestos y simétricos, figura 6a, no cumple la condición necesaria para un modo de crecimiento en las zonas de separación de ambos flujos, ya que el signo Q_y es opuesto al flujo que lo genera.
- El incremento de la cizalladura horizontal en los dos ramales tiende a eliminar la estructura en "S" invertida dada en la zona de transición, favoreciendo las zonas donde la



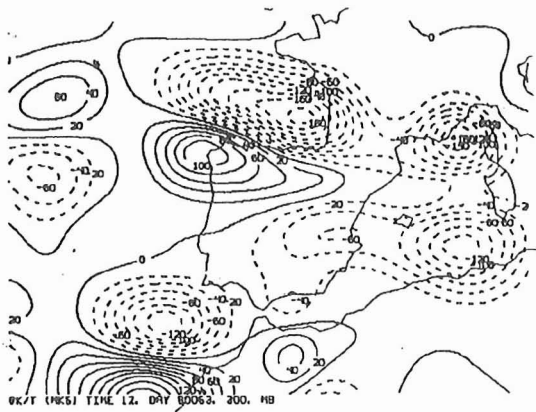
a) Componente U del flujo medio, U_m .



b) Vorticidad absoluta zonal media, $f - d(U_m)/dy$.



c) Gradiente meridional de la V. A. zonal media, Q_y .



d) Función de transferencia, $F.t.$

Figura 7: U_m , $f - d(U_m)/dy$, Q_y y $F.t.$ para el día 4 a las 12 z.

condición necesaria se cumple con más claridad, pero siempre tendiendo a situarse en las zonas de máxima cizalladura, figuras 6b y c.

— El *incremento de la cizalladura horizontal* en el ramal del Este (Oeste), figura 6c, tiende a desplazar hacia él la estructura en "S" generada en Q_y , hasta el punto de llegar a dar valores opuestos al del valor del flujo.

Como resumen podemos afirmar el papel importante jugado por la intensidad de los flujos puestos en juego, la distribución de la cizalladura horizontal en cada uno de ellos por separado y de ellos entre sí *desplazando las posibles* zonas crecimiento de las perturbaciones. Las zonas de más fuerte cizalladura horizontal pueden ser zonas donde se den los modos de crecimiento deseados, garantizando los *máximos o mínimos de vorticidad*, pudiendo estar modulados por un flujo contrapuesto.

ESTUDIO DINAMICO Y CONSIDERACIONES ENERGETICAS

En el apartado anterior se examinaron los perfiles y características de diversos pares de flujos **zonales** medios teóricos, Q_y y algunas consecuencias importantes. La realidad fue, lógicamente, diferente, ya que la cizalladura no fue simétrica dentro de cada uno de los ramales o existió, en ciertas zonas, un flujo del Este sin una contrapartida del Oeste, etc. Nos propusimos estudiar la distribución espacial de ciertos campos, centrándonos en un nivel de presión y utilizando la longitud de onda d filtrado de **400 km.** como única y representativa de todos ellos.

Se generó un programa FORTRAN especial, en el entorno SAIDAS, para el cálculo y control de ciertas magnitudes, unidades y factores de escala. A la vez se realizaron cortes a

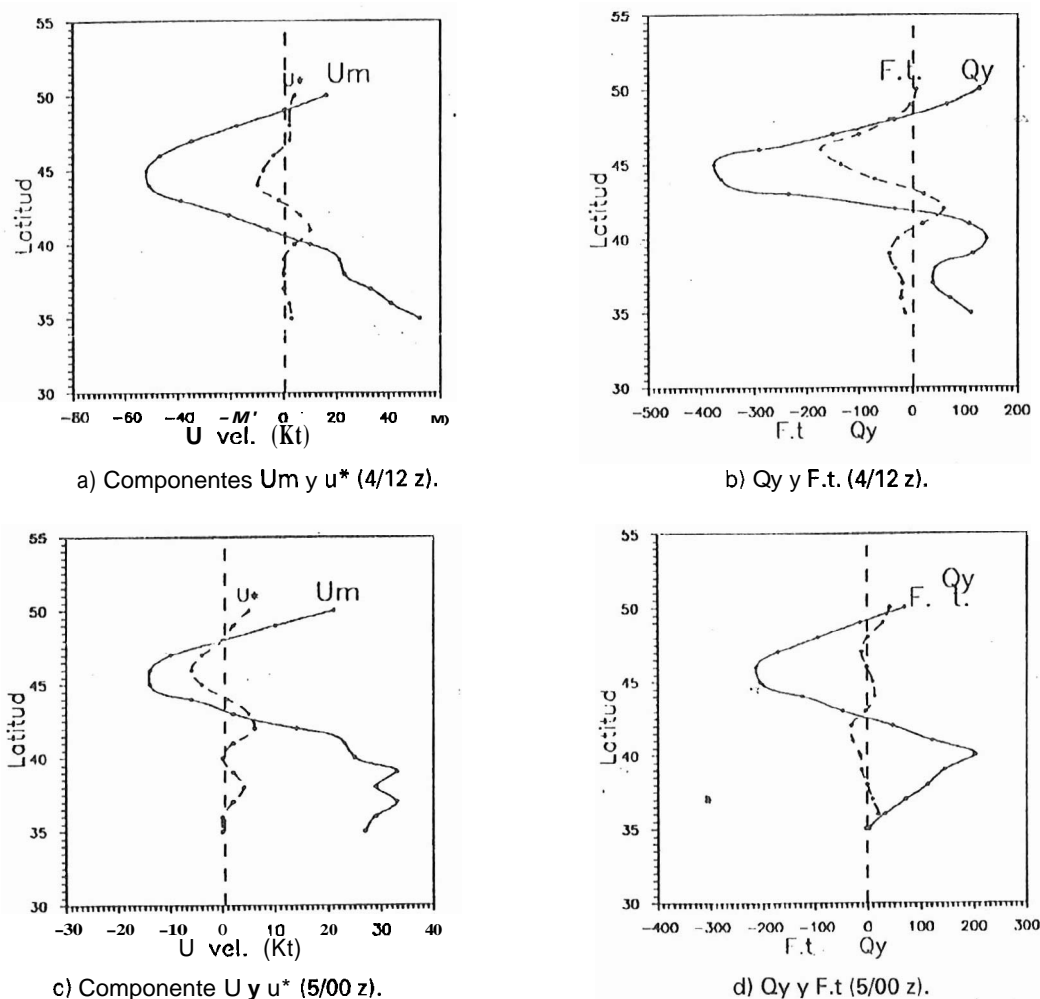


Figura 8: **Perfiles de U_m , u^* , Q_y y $F.t.$ a $5^\circ W$ desde $50^\circ N$ a $35^\circ N$.**

lo largo de los meridianos 5 W y 5 E, desde 50 N a 35 N que caían dentro de dos zonas de interés donde se generaron los vórtices (norte de Cantabria y áreas menorquinas). Nos centramos en los trenes de ondas B y C, en el marco temporal de los días 4 a las 12 z 5c las 0 z y 6a las 0 z, que son los que se corresponden con los momentos más interesantes del episodio. Los campos de trabajo fueron:

- U_m , componente zonal media, filtrada a 400 km.
- u^* , componente del flujo perturbado zonal, residuo del filtrado anterior.
- $f-d(U_m)/dy$, vorticidad absoluta zonal media.
- Q_y , gradiente meridional de la vorticidad absoluta zonal media.
- F.t. Función de transferencia de energía.

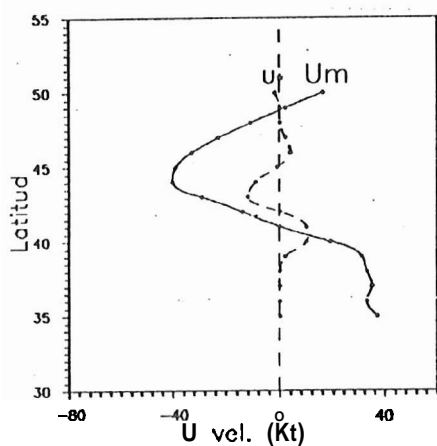
Con estas magnitudes deberíamos buscar zonas donde se dieran las condiciones necesarias para los modos de crecimiento que se traducían en:

- Cambio de signo de Q_y en el flujo medio o **máximos o mínimos de la vorticidad absoluta zonal media**, $f-d(U_m)/dy$.

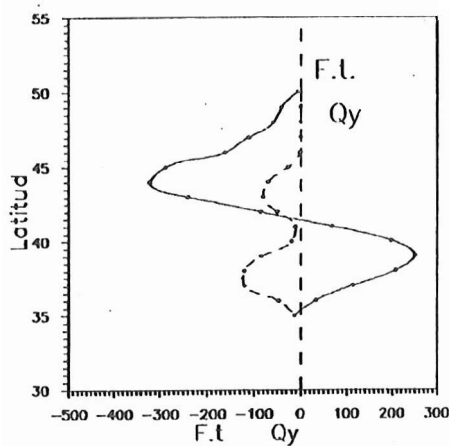
- **Áreas** donde la función de transferencia de energía fuera positiva, $F.t. > 0$.

Como ejemplo, podemos aplicarlo a los datos de 12 z del día 4, horas antes de la formación de los trenes de ondas B y C (figura 7).

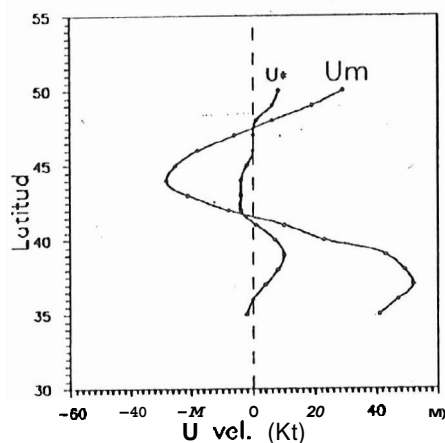
En el conjunto de estas figuras observamos cómo existe un flujo del Este muy marcado, con núcleos de más de 50 Kt al norte de la península, los máximos y mínimos requeridos en la vorticidad absoluta zonal del flujo medio se encuentran al sur y norte, respectivamente, de los máximos de vientos del Este, mientras que la F.t. (representada como dK/t) llega a extenderse por zonas donde o ya existen perturbaciones que van a crecer con el



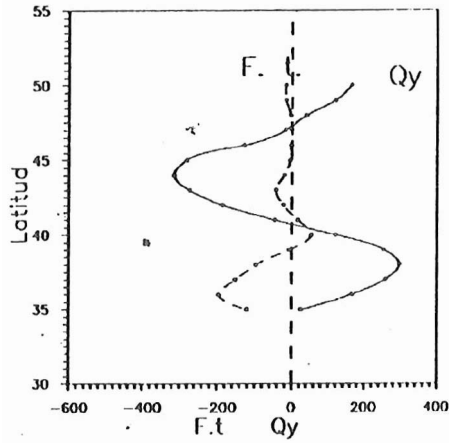
a) Componentes U_m y u^* (4/12 z).



b) Q_y y F.t. (4/12 z).



c) Componente U y u^* (5/00 z).



d) Q_y y F.t. (5/00 z).

Figura 9: Idem que la fig. 8, pero a 5° E desde 50° N a 35° N.

tiempo o se van a generar con posterioridad. Doce horas después aparece otro núcleo al norte de las islas Baleares.

Como complemento a la figura 7, hemos realizado cortes, en la topografía de 300 mbs, de algunos campos y a diversas horas, para compararlos con los teóricos y obtener algunas conclusiones. Los cortes se realizaron a 5º Oeste y 5º Este desde 50º a 35º Norte quedando representados en la figura 8 y 9, respectivamente, para las 12 z del día 4 y las 0z del día 5. Se han agrupado las variables de la siguiente manera: Um con u^* y Qy con F.t.

Podemos observar la componente u^* , figuras 8 y 9a y c a trazos, que aparece con valores de distinto signo dentro de la parte meridional del ramal del Este. Sobre este sector tenemos garantizado el cambio de signo de Qy y haciéndose 0 en algún punto, allí donde la vorticidad absoluta zonal media alcanza **un máximo** por cizalladura horizontal.

En la figura 8 podemos observar la evolución de estos campos en 300 mbs en la zona norte peninsular. En 8a y c tenemos la señal de la posible perturbación, u^* , embebida dentro del sector sur del flujo medio del Este, Um, con una componente del Oeste en el flujo perturbado. La condición necesaria se cumple por simple inspección en Qy, pero la posible zona de transferencia de energía del flujo medio a la perturbación está localizada a las 12 z del día 4, figura 8b, justamente en la zona de máxima cizalladura que corresponde a la parte meridional del flujo principal. En estos momentos, en esta zona las perturbaciones se habían inestabilizado. A las 00 z del día 5, aun dándose parecidas condiciones, tenemos que la función de transferencia no presenta unos valores positivos tan marcados; esta zona dejó de ser un área de inestabilidad acusada.

Otras tantas conclusiones podemos sacar de las cercanías de las islas Baleares. En la figura 9a y c no sólo encontramos un flujo medio del Este significativo, sino que además aparece a las 00 z del día 5 uno del Oeste más marcado. Qy nos sigue marcando el cambio de signo buscado, pero es en la función de transferencia, F.t., donde aparecen las mayores de la existencia de una cizalladura horizontal muy marcada en su vertiente más meridional. Se ha aplicado la teoría clásica de inestabilidad dinámica de crecimiento de ondas por la cizalladura horizontal dentro de un flujo básico (**inestabilidad barotrópica**). Para ello se ha separado el flujo principal en uno medio y otro perturbado con una longitud de onda, única, de 400 km. Se ha estudiado la condición necesaria de la existencia de tal inestabilidad, así como de la condición de crecimiento desde el punto de vista energético aplicándolo a un nivel de trabajo operativo (300 mbs ó 500 mbs) para una mejor discriminación de zonas. Por último se han realizado cortes a diferentes horas y lugares para el estudio de los perfiles. Aunque a las 12 z del día 4, figura 9b, no da valores positivos en las cercanías de 5º E, aparecen zonas potencialmente inestables y es que el corte se encuentra en una zona singular de valores no positivos. Basta desplazarse unos grados hacia el Este y Oeste para encontrar zonas donde F.t. es positiva. La función es positiva, claramente, a las 00 z del día 5, pero en la zona de influencia del flujo del Oeste. Nuestra idea es que fue el flujo del Este el que llevaba embebida tales perturbaciones que crecieron a su costa durante el día 4. Posteriormente aparece, en la misma zona, un flujo del Oeste asociado a la baja del golfo de Cádiz, que unido al flujo remanente del Este, retorna el papel a la hora de amplificar a las perturbaciones por transferencia de energía.

Se repitieron los cálculos para el día 6 y 7, para seguir estudiando la segunda fase de los vórtices generados en el Mediterráneo occidental, pero bajando de nivel de referencia a los 500 mbs ya que las posibles causas tendieron a descender de nivel. Los resultados teóricos son aceptables para las 00 z del día 6, pero a partir de esta hora el orden de magnitud de la perturbación fue el mismo que el del flujo medio, por lo que la teoría clásica, aplicada hasta este momento, dejaba de ser válida. De hecho los vórtices, ya generados, tendieron más a dar una configuración circular con bandas nubosas en espiral que a crecer, como lo habían hecho con anterioridad. Como el orden de magnitud de la perturbación estaba condicionada por la longitud de onda de corte, realizamos nuevas pruebas con otras más acordes con la realidad de estos momentos, pero tampoco los resultados dieron nueva luz. Posiblemente las interacciones entre el flujo y la propia perturbación fueron no lineales y más complejos de explicar.

Conclusiones

En este trabajo se ha tratado de explicar el crecimiento de perturbaciones atmosféricas observadas a través de las imágenes de WV durante los días 4, 5, 6 y 7 de marzo de 1990. Del estudio cinemático del campo de viento y de cortes verticales del flujo zonal, U, se ha llegado a la conclusión del papel fundamental jugado por el flujo del Este y, en particular,

les de ciertas magnitudes y en particular se ha analizado el posible papel del flujo del Oeste en un episodio, durante los días 6 y 7. La teoría clásica, aplicada a las salidas de los análisis objetivos del LAM, explica la amplificación de ciertas ondas así como los lugares potencialmente inestables durante los días **4 y 5**, dejando ser válida para los **días** posteriores, donde la perturbación tuvo el mismo orden de magnitud que el flujo medio.

De cara a la operatividad diaria podemos resumir lo anterior en palabras más Útiles de cara al analista-predictor en los siguientes puntos:

- Las imágenes de WV constituyen una herramienta potentísima para observar fenómenos que a veces pasan desapercibidos en las IR o VIS.

- Seguimiento y atención especial de las situaciones que llevan **acompañado** un flujo del Este muy marcado por ser potencialmente inestables.

- Vigilancia de las **perturbaciones** que se pueden generar **y** amplificar, dentro de este flujo, sobre todo de aquellas que puedan afectar a zonas donde, en niveles bajos-medios, existan ciertas condiciones atmosféricas capaces de interaccionar con las primeras.

BIBLIOGRAFIA

MARTIN, M.: Atmospheric waves. Meteorological training Course, ECMWF, abril **1987**.

SIMMONS, A. J.: Dynamics of Large-scale atmospheric motion. Meteorological training Course, n.º 12, ECMWF, febrero **1985**.

HALTNER, G. J. y WILLIAMS, R. T.: Numerical prediction and dynamic meteorology (Second edition) Wiley & Sons.

HALTNER G. J.: Numerical Weather Prediction, págs. 122-127, 1971. Wiley & Sons.

ANEXO 1

En el estudio teórico de la Inestabilidad Barotrópica (ligada a la cizalladura horizontal del campo de viento) se considera:

* Un flujo básico al que se superponen perturbaciones de la forma:

$$u = U_m(y, t) + u^* \quad (1.1)$$

$$v = v^* \quad (1.2)$$

* Una función de línea para la componente no divergente de viento:

$$\Gamma = \Gamma_m + \Gamma^* \Rightarrow u^* = -\delta \Gamma^* / \delta y \quad (1.3)$$

$$v^* = \delta \Gamma^* / \delta x \quad (1.4)$$

* Se prueban soluciones en modo normal:

$$\Gamma^* = \text{Re}\{\phi(y, z) \exp[i k(x - c t)]\} \quad (2)$$

La ecuación de energía en el caso barotrópico puro es

$$\begin{aligned} d/dt(KE) &= \int_0^y \int_0^H (1/\alpha_0) U_m \delta/\delta y (u^* v^*)_m dy dz = \\ &= - \int_0^y \int_0^H (1/\alpha_0) (u^* v^*)_m \delta U_m / \delta y dy dz \quad (3) \end{aligned}$$

donde la energía cinética de la perturbación viene dada Por

$$KE = \int_0^y \int_0^H (2/\alpha_0) (u^{*2} + v^{*2})_m dy dz \quad (4)$$

Y

$(u^* v^*)_m$ es el flujo meridional de momentum del Oeste

En el caso de un modo inestable $d(KE)/dt > 0$ lo que implica que existe transferencia de energía desde el flujo medio hacia la perturbación. Las condiciones para inestabilidad serían:

$$\delta(u^* v^*)_m / \delta y < 0 \quad \text{Flujo del Este}$$

$$\delta(u^* v^*)_m / \delta y > 0 \quad \text{Flujo del Oeste}$$

La estructura de las ondas inestables puede estudiarse a partir de la ecuación de crecimiento de la perturbación de pseudo-vorticidad potencial CG (Q)

Las expresiones a manejar son:

$$Q = f_0 + \beta y + \nabla^2 \Gamma + (f_0^2 / \alpha_0) \delta / \delta z \{ (\alpha_0 N^2)^{-1} \delta \Gamma / \delta z \} \quad (5)$$

$$Q_v = (\delta Q / \delta y)_m = \beta - \delta^2 U_m / \delta y^2 - f_0^2 / \alpha_0 \delta / \delta z \{ (\alpha_0 N^2)^{-1} \delta U_m / \delta z \} \quad (6)$$

$Q \Rightarrow$ Pseudo-vorticidad potencial zonal media

$$\mathcal{L}(Q^*) + v^* Q_v = 0 \quad (7)$$

donde \mathcal{L} es el operador

$$\mathcal{L} = (\partial/\partial t + U_m \partial/\partial x)$$

y (7) es la ecuación linealizada de pseudo-vorticidad potencial CG. En el caso de barotropía pura (6) se simplifica a:

$$Q_v = \beta - \partial^2 U_m / \partial y^2 \quad (8)$$

La ecuación de crecimiento de Q^* es

$$\partial/\partial t \{ Q^{*2} / 2 \} = Q_v \partial/\partial y (u^* v^*)_m \quad (9)$$

De (9) se deduce que el flujo de momentum es máximo o mínimo para latitudes donde $Q_v = 0$

En resumen, para un modo de crecimiento

$$\begin{aligned} Q_v > 0 &\Rightarrow \partial/\partial y (u^* v^*)_m > 0 & \Rightarrow & \text{MAX} (u^* v^*)_m \Rightarrow \partial (u^* v^*)_m / \partial y = 0 \\ Q_v < 0 &\Rightarrow \partial/\partial y (u^* v^*)_m < 0 & \Rightarrow & \text{MIN} \end{aligned}$$

(Ver figura A.1)

Condición necesaria de inestabilidad:

Sustituyendo soluciones en modo normal de la forma (2) en las ecuaciones de pseudo-vorticidad potencial CG e integrando para y, z se llega a la expresión

$$\text{Im}(c) \int_0^y \int_0^H (1/\alpha_0) (|\phi|^2 / |u-c|^2) \tilde{Q}_v dy dz \approx 0 \quad (10)$$

donde \tilde{Q}_v es el gradiente meridional de pseudo-vorticidad potencial generalizada que se define como

$$\begin{aligned} \tilde{Q}_v &= Q_v + [f_0^2 / N^2 \partial U_m / \partial z]_{z=H} \mu(z-H) \\ &\quad - [f_0^2 / N^2 \partial U_m / \partial z]_{z=0} \mu(z) \end{aligned}$$

$\mu(\) \Rightarrow \text{Delta de Dirac}$

En el caso barotrópico puro

$$\tilde{Q}_v = Q_v = \beta - \partial^2 U_m / \partial y^2$$

La condición (10) implica que para que exista un modo inestable barotrópico Q_v debe cambiar de signo en algún lugar del flujo. Esto es equivalente a decir que la vorticidad absoluta

$$AVOR = f - \partial U_m / \partial y$$

debe alcanzar un máximo o un mínimo en algún lugar del flujo.

Método de cálculo:

Los campos necesarios para la realización de este trabajo se calcularon a través de una MACRO MCIDAS codificada en Fortran y desarrollada especialmente para el caso tratado. La relación de campos y unidades que hemos manejado se detallan a continuación.

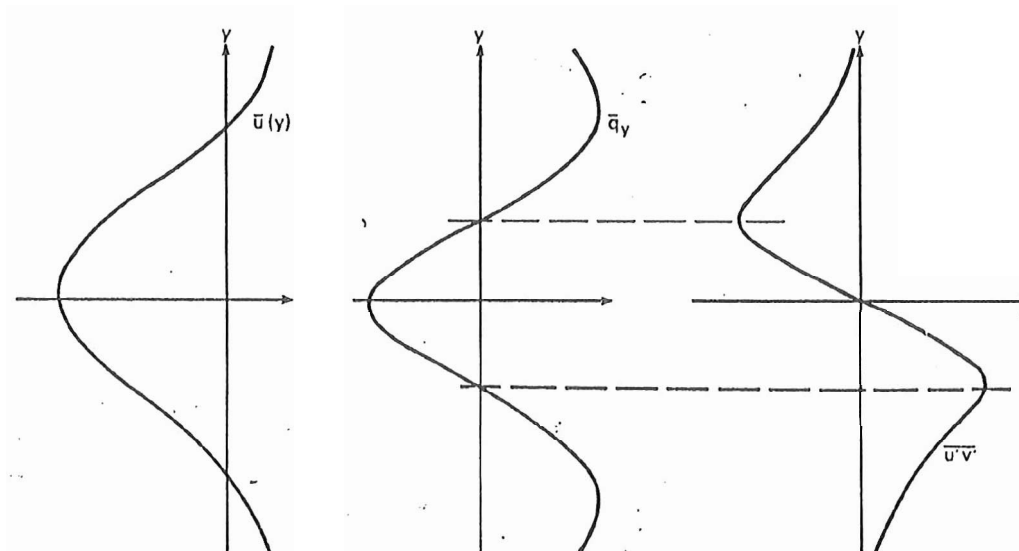


Figura A.1: Distribuciones características de $U_m(y)$, Q_y y $(u^*v^*)_m$ para inestabilidad barotrdpica en un Jet del Este (A. Simmons).

| CAMPO | UNIDADES |
|-----------------------------------|--|
| U_m | $m \cdot sg^{-1}$ |
| $(u^*v^*)_m$ | $m^2 \cdot sg^{-2} \cdot 1E-2$ |
| Q_y | $m^{-1} \cdot sg^{-1} \cdot 1E-12$ |
| $U_m \delta(u^*v^*)_m / \delta y$ | $Jul \cdot Kg^{-1} \cdot sg^{-1} \cdot 1E-6$ |

Los valores medios se calculan filtrando los campos con una longitud de onda adecuada a las perturbaciones objeto del presente estudio. La elección de esta longitud de onda se discute en la primera parte de este trabajo. Los valores residuales del filtrado se consideran perturbaciones siempre que

$$(\quad)^* / (\quad)_m \ll 1$$